

葛伟鹏,王敏,沈正康等. 柴达木—祁连山地块内部震间上地壳块体运动特征与变形模式研究. 地球物理学报, 2013, 56(9): 2994-3010, doi:10. 6038/cjg20130913.

Ge W P, Wang M, Shen Z K, et al. Intersismic kinematics and deformation patterns on the upper crust of Qaidam-Qilianshan block. *Chinese J. Geophys.* (in Chinese), 2013, 56(9):2994-3010, doi:10. 6038/cjg20130913.

柴达木—祁连山地块内部震间上地壳 块体运动特征与变形模式研究

葛伟鹏^{1,2}, 王 敏¹, 沈正康³, 袁道阳², 郑文俊¹

1 中国地震局地质研究所 地震动力学国家重点实验室, 北京 100029

2 中国地震局兰州地震研究所, 兰州 730000

3 北京大学 地球与空间科学学院地球物理学系, 北京 100871

摘 要 以青藏高原北缘及东北缘的柴达木—祁连山地块内的活动断裂、由断裂所围限的微小块体为研究对象, 系统收集整理区内活动断裂定量参数和 GPS 速度场等资料, 使用球面应变率计算方法分析研究区内 GPS 速度场得到现今构造应变率场, 讨论区内最大剪应变率、面膨胀率与旋转率等参数与区域构造变形之间的关系; 同时, 依据区内详实的活动断裂资料建立精细的微小活动块体模型, 利用 Backslip 模型反演断裂所围限的各个块体边界断裂的滑动速率、块体内部统一应变率及块体欧拉运动学参数等, 并与活动构造方法获得的滑动速率做对比; 最后, 讨论研究区内由 GPS 速度场所揭示的地壳运动变形模式. 结果表明: (1) 柴达木—祁连山地区地壳运动, 在沿着山脉走向上具有带状区域分块运动特征, 大范围内具有弥散变形特征; (2) 青藏高原北部变形场应是通过不同断裂差异性相对运动、区域内部逆冲挤压和块体旋转共同作用的结果. 从鄂拉山到古浪民勤一带具有强烈的逆冲活动, 其两侧地壳块体分别具有逆向旋转的运动性质; (3) 在研究区东部 GPS 速度场所呈现顺时针旋转的形态, 应是处于不同地块边界处的中下地壳与地幔介质差异驱动机制对上地壳块体所产生的作用, 并以近地表断层应变率积累形式表现的结果, 是祁连山地块、阿拉善块体、鄂尔多斯地块等大型块体推挤旋转影响下的复杂运动学形态.

关键词 柴达木—祁连山地块, 应变率场, 震间上地壳运动块体模型, 变形模式

doi:10. 6038/cjg20130901

中图分类号 P541

收稿日期 2013-02-21, 2013-08-21 收修定稿

Intersismic kinematics and deformation patterns on the upper crust of Qaidam-Qilianshan block

GE Wei-Peng^{1,2}, WANG Min¹, SHEN Zheng-Kang³,

YUAN Dao-Yang², ZHENG Wen-Jun¹

1 State Key Laboratory of Earthquake Dynamics, Institute of Geology, China Earthquake Administration, Beijing 100029, China

2 Lanzhou Institute of Seismology, China Earthquake Administration, Lanzhou 730000, China

3 Department of Geophysics, School of Earth and Space Science, Peking University, Beijing 100871, China

Abstract We discuss the strain rate fields and micro block models using the GPS velocity field in the Northern and Northeastern Tibetan Plateau based on active faults distribution and GPS velocity field. We calculate the tectonic strain rate fields using a spherical wavelet-based multi-scale approach for estimating the spatial velocity field on the sphere from a set of geodetic displacement observations. The calculated results including the spatial gradient tensor quantities

such as dilatation rate, strain rate and rotation rate could be used to discuss the regional tectonic environment. We also adopt the block model approach with Backslip model to establish a small spatial scale micro-block model, which is used to invert for the slip rates of active faults and compared with geological slip rates, as well as the uniform strain rates in blocks and Euler poles for each block. As a result, we consider that: (1) Crustal deformation along the Qilian Shan range possesses the motion characteristics of blocks with narrow belt shapes in NE direction. (2) Contemporary deformation fields of the Northern Tibetan Plateau should be the result of combined actions of the relative movement of active faults' two sides, thrust and extrusion of the thrust faults and micro-blocks rotation bounded by the principal and secondary active faults in the region. (3) Rotation state of GPS velocity field in the east of the region near Lanzhou and Tianshui has been the result of systematic differences in regional lithosphere structure which affects the driving mechanisms of smaller crustal blocks deformation consequently.

Keywords Qaidam-Qilian Shan Block, Stain rate field, Inter-seismic upper crustal deformation, Deformation pattern

1 引言

约 50~55 Ma 以来,印度板块与欧亚板块发生碰撞致使青藏高原隆升并向北推挤,从约 20~29 Ma 以来,在青藏高原北部及东北缘地区形成山脉隆升、盆地拗陷和强烈变形区域^[1-3],在柴达木盆地拗陷东北部形成一系列近似平行密集的地震构造带。柴达木—祁连山地区处于复杂的地质构造环境中,存在强烈的构造运动特征,揭示青藏高原北部的上地壳经历着强烈挤压破碎变形过程,断裂展布呈现东北向走滑运动到北西向逆冲兼走滑的转换变形特征;而且在平行断裂带之间形成若干条北北西向及北西西向的斜插型右旋走滑断裂,构成菱形地块展布在青藏高原北部的隆起山脉之间,形成“盆-山”构造地貌形态。自 20 世纪 70 年代以来,众多研究学者通过多种手段相继开展了青藏高原构造演化和地壳变形模式研究,提出了关于青藏高原隆升变形的多个学术观点,主要包括“刚性块体模型”^[4-6]、“连续变形模型”^[7-10]与“地壳流模型”等^[11-13]。

大地测量技术尤其是 GPS 技术已在地学领域得到广泛应用,在全球许多地区获得了精细的 GPS 速度场应用于板块边界及活动断裂带的变形与地震周期模型研究中。在过去 20 年间,覆盖中国大陆及青藏高原地区的 GPS 速度场为大陆内部变形模型、青藏高原隆升等方面研究提供了有效约束^[14-16]。Wang 等^[14]给出了青藏高原现今 GPS 速度场的基本形态;Zhang 等^[15]根据青藏高原 GPS 速度场分析了高原内部跨主要断裂的速度剖面,与地质学滑动

速率相结合,认为青藏高原现今 GPS 速度场结果支持连续变形模型;Gan 等^[16]探讨了高原内部及周边地区应变率等运动学性质。随着青藏高原地区流动 GPS 站点观测数据的增加与 GPS 速度场的精化,青藏高原变形模式的研究正在深入,继而发展了块体运动模型与连续变形模型并用于研究断裂块体划分及断裂滑动速率^[15,17-20],认为现今 GPS 观测结果显示青藏高原内部变形具有块体运动特性^[17-19],或连续变形的特征^[20],亦或是主要断裂上的滑动和分布式弥散变形两部分的耦合过程^[21]。

本文拟利用覆盖青藏高原北部及东北缘地区的 GPS 速度场、活动断裂资料建立包含主要断裂及次级断裂的精微小块体模型,反演柴达木—祁连山地块微块体的统一应变率与欧拉运动学参数,对比分析模型反演获得的现今断裂滑动速率与地质学研究结果的异同,研究区域地壳形变特征,从而认识区域内介于刚性块体变形与连续变形之间的耦合变形过程。

2 主要活动断裂分布及断裂地质学速率

青藏高原北部及东北缘地区包括阿尔金山、柴达木盆地、祁连山及河西走廊和甘肃东南部隆起带等主要地貌变形单元。在柴达木盆地、祁连山及河西走廊内部地区发育多条逆冲走滑断裂、活动褶皱^[15,22-26]。活动断裂的滑动速率是晚第四纪构造变形的定量描述,也是约束和研究现今大陆动力过程的重要基础数据^[27]。国内外学者通过地震学^[28-30]、

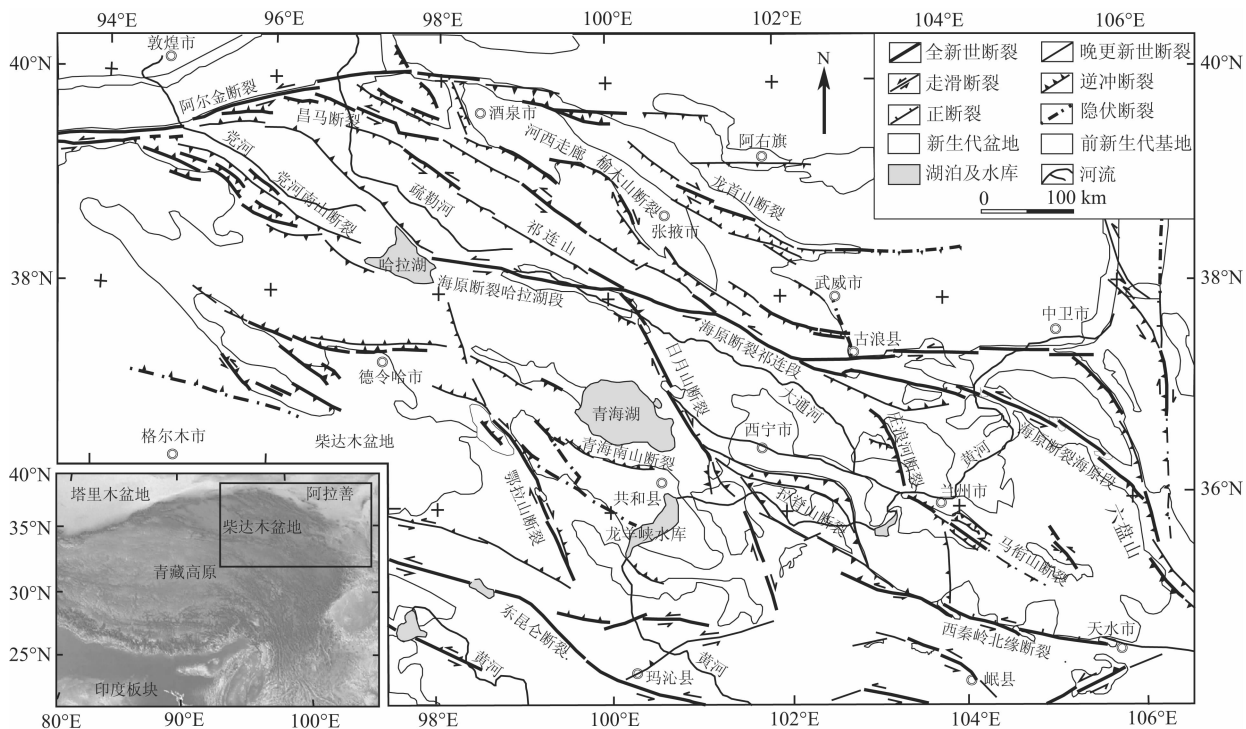


图1 青藏高原北缘及东北缘地区晚更新世及全新世断裂分布图(引自 Yuan 等 2011^[35])

Fig. 1 Map showing major active faults and other features, including mountain ranges, in the Northern and Northeastern margin of the Tibetan Plateau. Inset map shows location of the studied region within in the Tibetan Plateau

活动构造^[32-34]和卫星大地测量方法^[31]对该区的活动断裂分布开展了大量定性及定量研究,特别是在阿尔金断裂带、海原断裂带及祁连山北缘断裂系等断裂滑动速率的定量研究方面取得了很多成果,不同学科手段的研究结果之间还存在不同程度的差异,地质学方法给出的滑动速率代表断裂长期的平均运动水平,大地测量手段获得的是断裂的现今滑动速率。

阿尔金断裂带作为柴达木—祁连山块体与塔里木块体之间的边界断裂带,断裂带东段与祁连山西段相交汇,具有剪切走滑到逆冲缩短及隆起的转换变形特征^[23],而断裂中段的左旋走滑及其邻区的挤压逆冲断裂和断裂南侧的褶皱则吸收了印度块体与欧亚块体碰撞的部分北向位移量^[24]。最初通过古地震和阶地研究推测阿尔金断裂晚第四纪左旋走滑速率高达 $30 \pm 20 \text{ mm/a}$ ^[38-39,41-44]。在国内,通过地质填图等研究,多数学者认为阿尔金断裂具有 $5 \pm 2 \text{ mm/a}$ 或者 3 mm/a 左右的低滑动速率^[32],亦或滑动速率自西向东呈现明显的递减趋势^[44],在西段为 17.5 mm/a ,中段为 11 mm/a ,东段为 4.8 mm/a ,到最东端约为 2.2 mm/a 。Zhang 等^[39]通过对河流阶地地貌的重新分析,认为阿尔金断裂的滑动速率在肃北以西为 10 mm/a ,向东呈现明显的递减趋势,到断裂最东端

约为 2 mm/a 。

鄂拉山及日月山断裂为青藏高原北部及东北缘内部的北西向平行断裂带之间形成的北北西向及北西西向的斜插型右旋走滑断裂,与青海南山断裂、东昆仑断裂中段等构成青海湖、共和等“菱形”状盆地和日月山、鄂拉山等隆起,展布在青藏高原北部隆起山脉之间形成“盆-山”构造地貌。Wang 等^[34]认为自晚第三纪到上新世的运动量约 20 km ,计算得到温泉(鄂拉山)断裂的右旋滑动速率约为 4 mm/a ; Yuan 等^[35]认为鄂拉山断裂的晚第四纪右旋速率为 $1.1 \pm 0.3 \text{ mm/a}$ 、日月山右旋速率为 $1.2 \pm 0.4 \text{ mm/a}$ 。

海原断裂在西段横亘祁连山腹地,位于南祁连山主峰南侧的哈拉湖一带向东延伸,经青海祁连山源等地到达甘肃景泰及宁夏海原一带,直至宁夏中卫南侧向南与鄂尔多斯地块西南缘地区形成弧形转换断层并与六盘山新生代隆起相衔接。海原断裂在东段表现为祁连山块体与阿拉善块体之间的边界断裂带,以左旋剪切走滑变形为主,局部断层段伴随强烈的逆冲活动^[23,27,46]。近年,对海原断裂左旋滑动速率的研究成果相继发表,Zhang 等^[47]和 Burchfiel 等^[48]认为海原断裂中卫段左旋滑动速率约为 $8 \sim 10 \text{ mm/a}$,Lasserre 等^[49]等认为海原断裂冷龙岭段滑动速率为 $19 \pm 5 \text{ mm/a}$,老虎山—毛毛山一带为

12±4 mm/a, Gaudemer 等^[50]认为海原断裂中段滑动速率为 11±4 mm/a, 而何文贵等^[51]、袁道阳等^[52]认为冷龙岭及毛毛山一带左旋滑动速率约为 4~5 mm/a, Li 等^[53]通过阶地地貌详细测图和年代样品测试确定左旋滑动速率为 4.5±1.1 mm/a, Zhang 等^[47]认为滑动速率向东衰减到 4~6 mm/a. 上述地质学的滑动速率表明海原断裂在冷龙岭段向东直至宁夏中卫一带具有较低的左旋滑动速率.

祁连山内部受到青藏高原北向挤压经构造演化过程形成“盆-山”结合的条带状构造地貌, 发育大量次级断裂, 呈微弱走滑兼逆冲的活动性质, 如党河南山断裂、疏勒南山断裂、中祁连山断裂及野马河断裂、祁连山北缘断裂、佛洞庙—红崖子断裂等; 河西走廊盆地内发育若干条次级断裂, 包括玉门断裂、嘉峪关断裂、合黎山断裂、金塔南山断裂、榆木山断裂、大黄山断裂、龙首山断裂、山丹—民乐隐伏断裂、古浪逆冲断裂等; 在研究区东南侧发育有西秦岭北缘断裂、拉脊山断裂及甘东南地区部分次级断裂等(图 1).

在研究区内上述多条边界断裂及之间的次级断裂共同作用分配了印度板块对欧亚板块的北向推挤作用力, 致使在研究区东侧 GPS 速度矢量呈现旋转特性. 刘百箴等^[54]依据区域内断裂分段及滑动速率认为青藏高原北部活动地块由阿尔金断裂、东昆仑断裂、海原断裂及西秦岭北缘断裂四条主要断裂围限, 块体内部形成若干个近似菱形次级块体, 具有明显的断块作用, 提出柴达木—祁连山地块内部存在次级块体模型, 划分为祁连山、柴达木、青海湖、西宁和兰州等五个次级活动块体, 与 Duvall^[20]所讨论的青藏高原东北缘变形类似, 所不同的观点在于是否存在块体旋转作用. 刘百箴^[54]认为次级块体不存在旋转仅表现为沿块体锐角方向的压扁作用; 而 Duvall 等^[20]认为这些块体具有逆时针旋转的运动学特征; Thatcher^[17]从整个青藏高原的角度分析认为东昆仑断裂与海原断裂之间的块体旋转作用可以忽略不计.

3 研究区应变率场及块体模型

使用 GPS 速度场研究大陆构造变形有多种方法, 其中一种常用方法是根据断裂几何建立弹性构造分区的块体运动学模型研究块体内部应变率的运动学特征, 称为“物理模型”; 另有一种常用方法是通过 GPS 速度场利用数学方法估计连续应变率场, 称为“非物理模型”^[55], 经常采用的数学方法有局部连

续滑移回归求解法、样条函数插值法和平滑约束的基函数拟合法. 我们利用两种方法讨论研究区内的应变率场, 首先采用速度场估计连续应变率场, 讨论研究区内面膨胀率、剪切应变率及旋转率等; 之后, 运用 Backslip 模型建立块体模型反演微小块体运动学参数、微小块体边界断裂滑动速率. 在此基础上, 利用 GPS 速度场及微小块体模型讨论研究区内部变形特征, 讨论区域内部应变率场与断裂所围限的微小块体之间的关系, 通过微小块体运动学反演得到断裂滑动速率, 分析微小块体模型的欧拉极与旋转变量空间分布状态.

通过扣除研究区内整体旋转、平移运动后的 GPS 速度场, 能够反映区域内部细微的相对运动状态, 如图 2 所示, 白色区域为站点距离大于 87.2 km 移除区域. 在祁连山东段古浪一带的北东方向上存在明显相对运动的挤压变形带, 从青海鄂拉山到甘肃民勤之间出现约 5~8 mm/a 的缩短率, 无明显剪切作用. 在祁连山西段及哈拉湖地区出现逆时针旋转, 主要挤压逆冲运动发生在祁连山中部地区; 而东侧的西宁、兰州及六盘山地区则出现顺时针旋转运动. 通过分析移除整体旋转运动后的 GPS 速度场及旋转率场, 可以研究祁连山内部基本运动学状态. 在研究区内西段, GPS 速度矢量在鄂拉山—中祁连山—北祁连山一带具有逆时针旋转的运动趋势, 与北北西向的日月山、鄂拉山右旋走滑性质导致块体逆时针旋转结果相吻合, 而在积石山—拉脊山—马衔山到六盘山一带存在顺时针旋转的运动趋势.

3.1 应变率场计算

由 GPS 速度场计算应变率场是对地球表面站点北、东向的位移分量通过微分计算速度梯度张量, 在直角或球形坐标系下使用最小二乘配置应用二阶张量理论将速度梯度分解为对称应变率张量和非对称旋转率张量^[55-61]. 本文利用 GPS 速度场和站点距离加权方法计算青藏高原北部 GPS 站点覆盖密度, 移除站点稀疏区域保留站点密度较大的区域, 重点讨论站点覆盖密集地区的 GPS 速度场形态及运动趋势. 采用基于小波变换的多尺度球面应变率求解方法^[55], 使用一个球面定义的特殊类别小波的基函数拟合球面的离散 GPS 数据, 采用应变率张量的弗罗贝尼乌斯范数作为应变率张量的量化值. 图 3 所示的(a, b, c) 最小站点距离为 87.2 km, 即低解析度阈值, 数据解析度空间值 0.012 km, 计算得到海原断裂的最大剪切应变率值约为 $4.0 \times 10^{-8} \text{ a}^{-1}$; 而(d, e, f)所示的高解析度阈值为 21.8 km, 约等

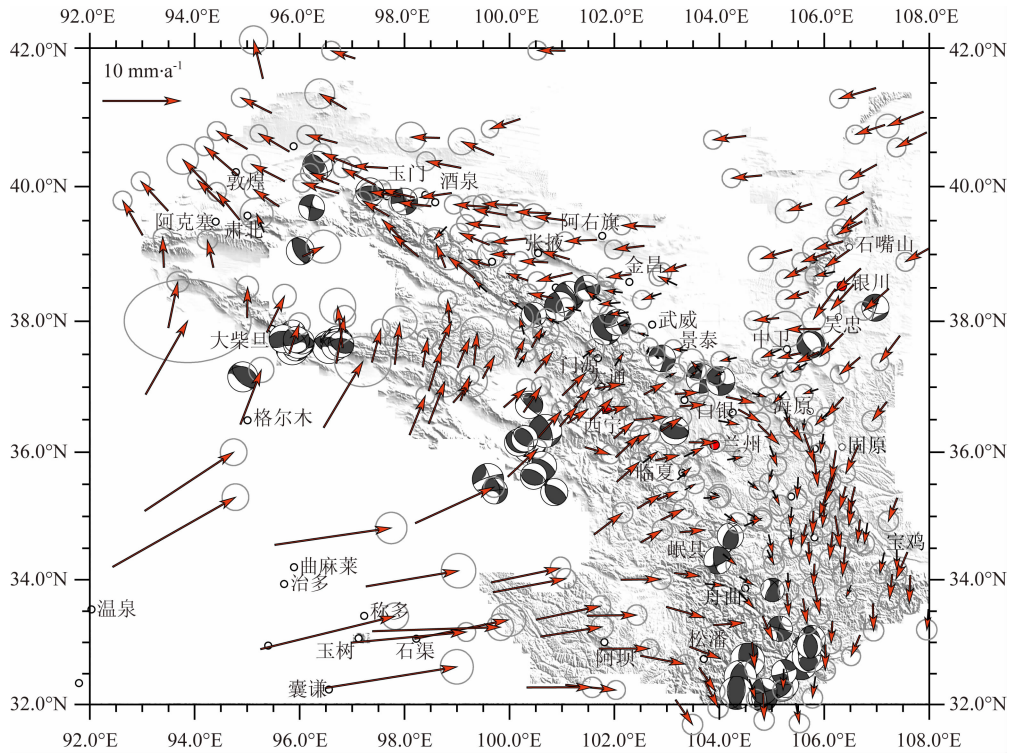


图2 青藏高原北缘及东北缘柴达木—祁连山地块内移除旋转场的GPS运动学速度场、1976年至今哈佛震源机制结果叠加图
 黑红色箭头表示扣除区域内整体旋转运动后的无旋转GPS速度场；误差椭圆为1 σ ，置信区间为95%。
 Fig. 2 GPS horizontal velocity Field in Qaidam-Qilian Shan Block region, and Post-1976 Instrumental CMT Focal Mechanism Results from Harvard Catalogue.

Black and red arrows are velocities with respect to the no-net-rotation reference frame Dashed rectangle region shows Qaidam-Qilian Shan Block.

(a) 剪切应变率/(10⁻⁸a⁻¹) (b) 面膨胀率/(10⁻⁸a⁻¹) (c) 旋转率/(| ω |10⁻⁸rad·a⁻¹)

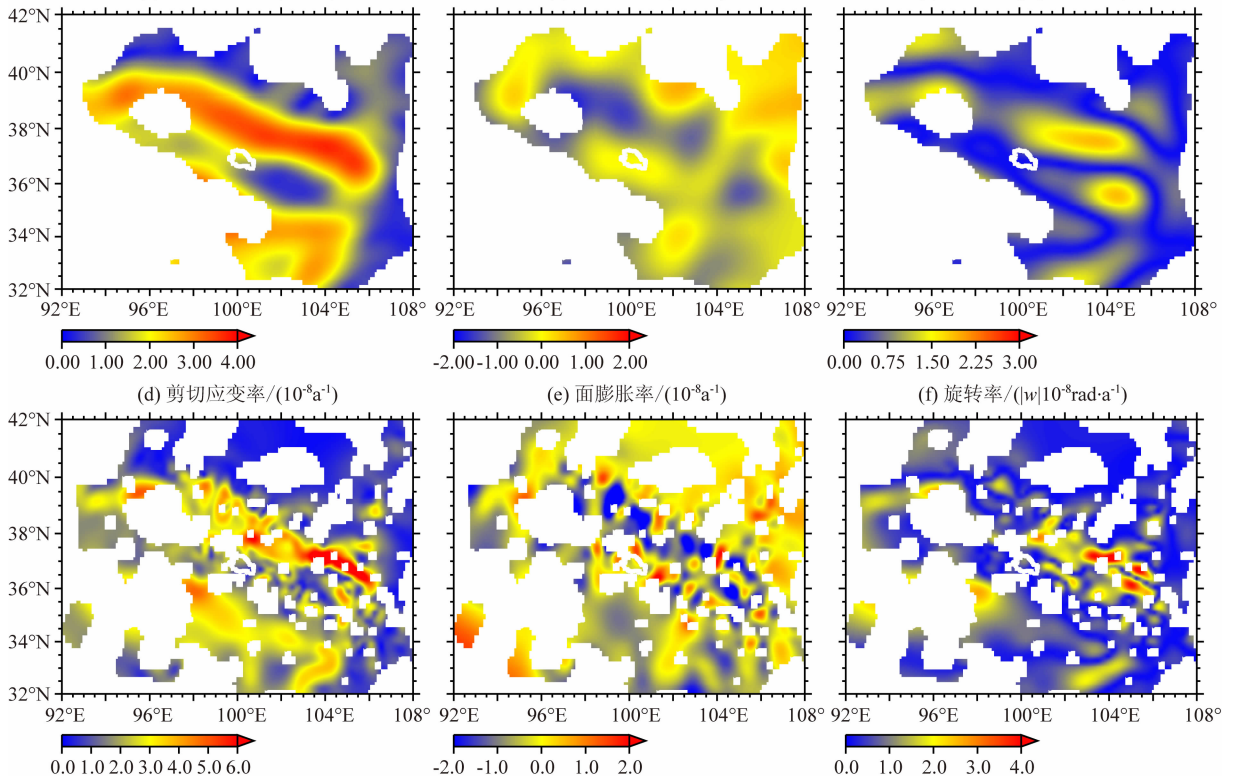


图3 移除整体旋转运动后的柴达木—祁连山地块GPS不同解析尺度的面膨胀率、应变率与旋转率图像
 (a) 低解析度最大剪切应变率；(b) 低解析度面膨胀率；(c) 低解析度旋转率；(d) 高解析度最大剪切应变率；
 (e) 高解析度面膨胀率；(f) 高解析度旋转率。欧拉矢量为48.0577°N, 50.2020°W, 0.072°/Ma.

Fig. 3 Surface Dilatation rates, Maximum Shear Strain rates and Rotation rates deduced by Present-day GPS with different spatial resolutions, removing the whole rotation movement, within Qaidam-Qilian Shan Block. Euler Vector: (Lat. = 48.0577°, Lon. = -50.2020°, Omega = 0.072 deg./Ma)

同于 0.045 km 的解析度空间值,最大剪切应变率值约为 $6.0 \times 10^{-8} \text{ a}^{-1}$;其中低于解析度阈值的区域是解不确定区域,如白色区域应加以扣除,且解不确定区域及范围略有不同,此方法具有根据局部站点的密度计算不同空间尺度的多尺度优点,见图 3(a,d).

我们定义此处旋转方向以顺时针为正.从图 3(e,f)可知,(1)在青海湖到西宁盆地局部地区出现约 $2.0 \times 10^{-8} \text{ a}^{-1}$ 的面膨胀率、 $2.0 \times 10^{-8} \text{ rad/a}$ 的旋转率,表明从青海湖到西宁、兰州盆地之间是以微小张性扩张旋转运动为主,与日月山、倒淌河地区新生代隆升变形情况相一致;(2)在兰州盆地到海原断裂一带出现约 $3.0 \times 10^{-8} \text{ rad/a}$ 的旋转率,而兰州以西的拉脊山—马衔山一带存在约 $2.0 \times 10^{-8} \text{ rad/a}$ 的旋转率,在马衔山到兰州盆地一带有约 $-2.5 \times 10^{-8} \text{ a}^{-1}$ 的面膨胀率,在东北向的临近区域却无明显压缩或膨胀运动,说明拉脊山—马衔山—兰州盆地一带上地壳的运动主要以压性收缩变形为主,并以马衔山左旋走滑断裂—兰州盆地为界伴随着两侧块体分块旋转运动;(3)在拉脊山与六盘山之间存在一条明显的应变积累带,表明该地区存在一条剪切带,周围大型块体的共同作用致使 GPS 速度矢量在该地区产生弧形旋转,与西秦岭北缘断裂附近交汇且向南一带,在东经 105° 处天水西侧的鸳鸯镇—武山一带形成弧形高应变率区,与 1718 年通渭 $7\frac{1}{2}$ 级地震等震线长轴方向北北东向一致^[78]; (4)在祁连山北缘西段柴达木盆地东北侧的阿尔金断裂东段到酒泉—嘉峪关盆地一带,出现约 $2.0 \times 10^{-8} \text{ a}^{-1}$ 的面膨胀率、 $3 \sim 4 \times 10^{-8} \text{ a}^{-1}$ 的最大剪切应变率及 $-2.5 \times 10^{-8} \text{ rad/a}$ 的旋转率,见图 3(d,e,f);在其西侧玉门—安西—敦煌一带出现应变率低值条带区,区内不存在旋转但存在 $-2.5 \times 10^{-8} \text{ a}^{-1}$ 的面膨胀率,从震源机制解结果看,此处存在两个逆冲性质的地震,而附近东南侧的具有 NNW 方向上走滑破裂特性的地震正好处于 $3.5 \times 10^{-8} \text{ a}^{-1}$ 的剪切应变率带,可能与此处断裂闭锁状态有关.

3.2 微小块体模型

我们需理解地壳块体运动理论的发展过程、适用范围才能选择合理的块体模拟方法.地壳块体模型发展经历了由简单到复杂的过程,Savage^[64-65]提出断裂震间速度剖面形态、断裂闭锁状态等理论;Matsu'ura 等^[61-62]建立块体边界的负位错断裂闭锁模型;Okada^[69-70]给出完善的断层元模型;Savage 等^[73]通过研究俯冲带地震周期提出了 Backslip 模型.

在俯冲带地震周期内,存在一个较长时间间隔

的并相对大洋板块运动的后向运动速度,即为地震周期内震间的滑动亏损,经过突然正向滑动致使后向滑动结束^[64-65],称之为 Backslip 模型.通过对智利、日本、卡斯卡迪亚、堪察加半岛及苏门答腊岛等一系列俯冲带的震间研究表明 Backslip 模型能够对大地测量学数据进行较好的拟合^[78].McCaffrey 等^[66-68]在球面上计算了块体运动学参数和块体边界断裂的相对滑动,并引入 Backslip 概念估计断层闭锁对速度场的贡献^[68].Gahalaut 等^[71-72]采用 Backslip 模型研究大陆内部青藏高原南侧的喜马拉雅主逆冲断裂,考虑永久变形积累的稳态过程^[73],对水平和垂直位移进行了较好的拟合.

地壳块体模型在青藏高原形变模式的应用研究随着青藏高原 GPS 速度场成果越来越深入,Shen 等^[19]、Thatcher^[17]、Meade 等^[28]、Loveless 等^[21]和程佳^[74]等分别利用 GPS 速度场和主要断裂分布建立块体模型解释青藏高原内部或周边地区的地壳变形特征.其中,Loveless 等^[21]将整个青藏高原分割为 24 个构造微板块,建立了微块体模型,在祁连山—河西走廊地区内包含有柴达木、祁连山、鄂拉山、共和南山、西秦岭、海原、鄂尔多斯及兰州等八个构造微小板块,利用九条主要断裂、晚第四纪滑动速率数据及十年尺度的 GPS 速度场,结合构造微板块的旋转运动反演估计了断裂滑动速率和块体内部应变率,定量确定局部主要断裂的滑动和弥散地壳变形的比率,提出局部断裂滑动速率效能与块体内部应变率效能的耦合关系,模型反演约束方法包括闭锁断层附近的震间变形模型^[75]、无限半空间有限断层位错模型^[69-70]及块体边界断裂^[64-65]等,但未引入 Backslip 处理断层闭锁.

GPS 速度场是刚性块体旋转、块体边界断裂摩擦引起的可恢复弹性应变率和块体断裂滑动引起的不可恢复应变率的组合形变场.因此,我们首先应用 Loveless 将本研究区划分为 8 个块体的模型划分方案,引入 Backslip 模型反演计算相关断裂滑动速率并与 Loveless 反演结果对比(见图 4);其次,继续细化块体模型,利用 Backslip 模型建立了块体弹性变形与边界锁定部分负位错变形的复合块体模型,在参考 Thatcher^[17]、Meade^[18]、刘百箴^[54]、Duvall 等^[20]与 Loveless^[21]等的块体划分基础上,结合详细的活动断裂资料,以主要边界断裂及次级断裂在内的活动断裂所围限区内部具有统一应变率的微小块体划分原则,共划分出 28 个弹塑性旋转微小块体(见图 5b),采用模拟退火等迭代计算方法反演块

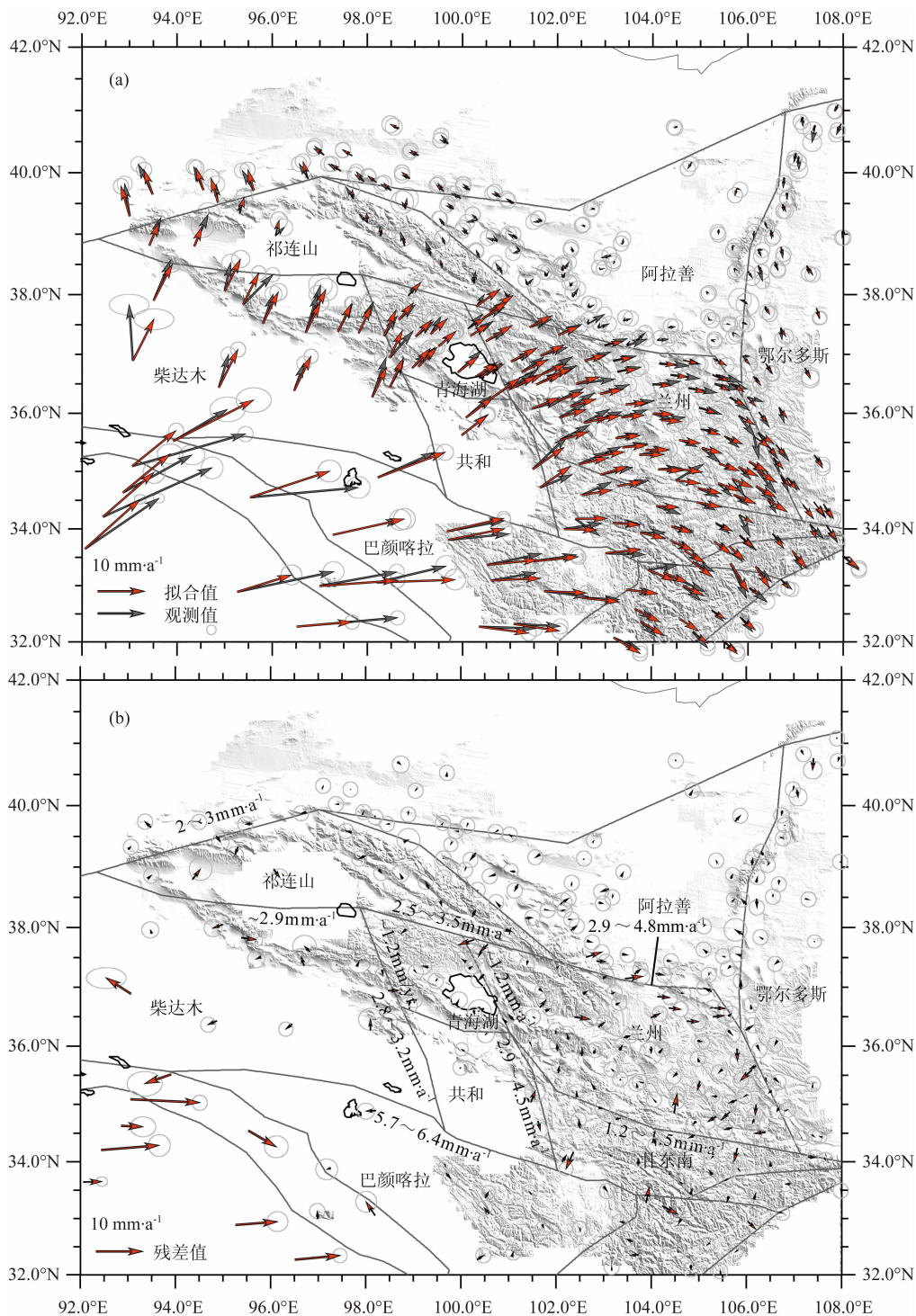


图4 (a) 在柴达木—祁连山地块内依据 Loveless 的块体划分方案建立的微小块体模型(共计 8 个微小块体)、GPS 观测矢量与反演模拟矢量对比图;(b) 柴达木—祁连山地块内部 GPS 速度场模拟残差分布图,其中,GPS 速度场是以阿拉善块体为原点的参考框架。

Fig. 4 (a) Map of GPS Observed Vectors and Simulated Vectors, and Micro-blocks subdivided by Loveless in Qaidam-Qilian Shan Block; (b) Residual Map of GPS velocity field and micro block names in Qaidam-Qilian Shan Block.

体角速度、块体边界断裂的蠕滑速率及块体内部的永久应变率。

图4与图5是分别利用 Loveless 块体模型、柴达木—祁连山地块精细块体模型,经过反演计算后

获得的 GPS 拟合速度场、观测速度场及连续应变率场叠加图以及拟合残差图。从中可以看出研究区域内部 GPS 模拟速度场在总体上具有平滑的运动特性,在局部地区又可以反映出活动断裂两侧的滑

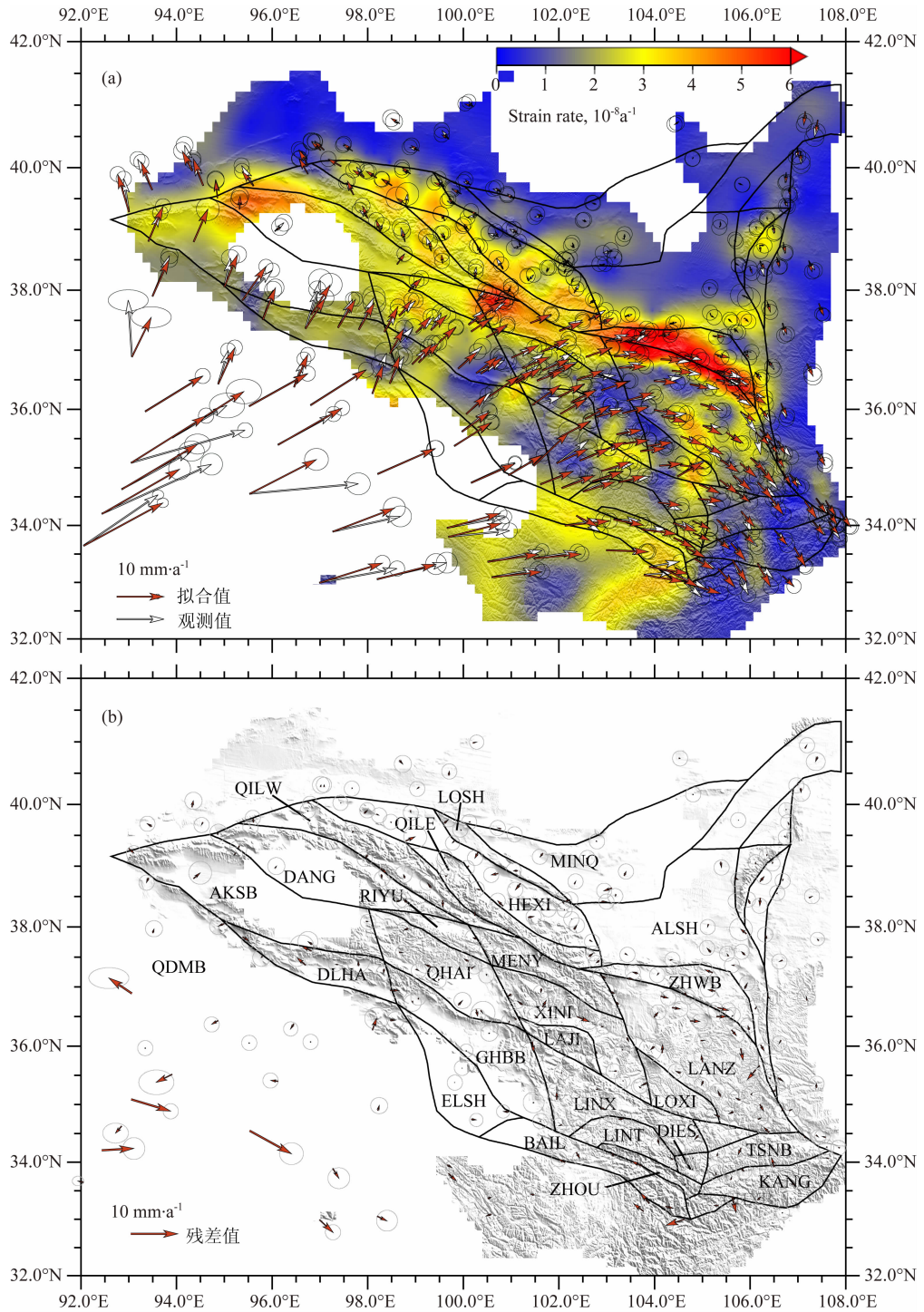


图5 (a)柴达木—祁连山地块低解析度数据范围、高解析度应变率场、精细块体模型叠加及GPS观测矢量与反演模拟矢量对比图;(b)青藏高原北部柴达木—祁连山地块GPS速度场模拟残差分布图及微小块体模型名称,GPS速度场是以阿拉善块体为原点的参考框架(块体名称:QDMB—柴达木盆地;AKSB—阿克塞盆地;DLHA—德令哈块体;DANG—党河南山块体;QILW—祁连山西段块体;QILE—祁连山东段块体;LOSH—龙首山块体;HEXI—河西走廊;RIYU—日月山块体;MINQ—民勤块体;MENY—门源块体;QHAI—青海湖块体;XINI—西宁块体;LAJI—拉脊山块体;GHBB—共和盆地;ELSH—鄂拉山块体;BAI—白龙江块体;LINX—临夏块体;LINT—临潭块体;ZHOU—舟曲块体;DIES—迭山块体;KANG—康县块体;TSNB—天水南块体;LOXI—陇西块体;LANZ—兰州块体;ZHWB—中卫块体;ALSH—阿拉善块体,阿拉善块体东侧块体不在本文讨论范围,QDMB块体西边界未在图中标示)

Fig. 5 (a) Map of Strain Rate Field, GPS Observed Vectors and Simulated Vectors, and Micro-blocks Bounded by Active Faults in Qaidam-Qilian Shan Block; (b) Residual Map between modeling and observed of GPS velocity field and Block Boundary with names in Qaidam-Qilian Shan Block of the Northern of Tibetan Plateau

动速率差异等运动学特征,较好地拟合 GPS 观测速度场。但是,在 Loveless 划分模型中,兰州块体内部存在系统性残差,显示为顺时针旋转运动,从而可能导致海原断裂滑动速率估算略低;并且块体内部的拉脊山与马衔山的逆冲分量散布在块体内部作为残差形式展现。因此,可将此划分方案进一步细分为我们所采用的微小块体模型。

在研究区东南部的六盘山、甘东南等地区,由于受到青藏高原东北缘、鄂尔多斯、秦岭等大型地块或造山带的相互挤压逆冲作用,GPS 观测速度场出现明显旋转运动,即使应用弹性块体模拟速度场,仍出现较大残差,反演结果存在不确定因素,尤其在兰州块体内部。那么,我们认为六盘山、甘东南等处于明显挤压逆冲构造背景的地区,其反演结果可信度可能略低于处于相对较为刚性的地块,如阿拉善块体等。因此,在这些地区,存在很复杂的变形模式和过程,需要结合上地壳弹性、下地壳流变等三维黏弹性地壳模型进一步拟合观测数据。目前,仅能够结合弹性地壳模型,尽量结合区域内部断裂分布拟合,需要平衡块体划分微小程度与反演结果不确定性之间的关系。

分析各块体内部应变率、面膨胀率及旋转率等运动学特征,可知在柴达木—祁连山地块内部存在复杂的逆时针及顺时针旋转、祁连山北部沿着海原断裂的相对运动、块体中部的微小膨胀及块体旋转运动过程及南部沿着东昆仑左旋剪切运动过程。北东的逆冲挤压运动主要是在沿着日月山热水断裂、哈拉湖北部到疏勒河一带所吸收。在西秦岭断裂南侧甘肃东南部的迭部—舟曲—白龙江地区,发育有多条北西西向活动断裂,区域构造环境客观上决定本地区上地壳较为破碎,具有更为微小的块体活动特征,类似情况在祁连山西段及内部地区也存在。

4 分析与讨论

4.1 微块体运动

本文利用 Backslip 模型建立柴达木—祁连山地块微块体模型,反演计算得到块体的运动学参数结果,由图 6 所示。研究结果认为:河西走廊(HEXI)及北侧龙首山(LOSH)到民勤(MINQ)、阿拉善(ALSH)及中卫(ZHWB)一带的微小块体出现欧拉极中心集丛、旋转率极低的运动学现象,具有整体块体变形的特性,块体内主应变率均为低值。因为 LOSH 块体是沿着河西走廊北西西向的龙首山隆

起所定义的,块体内部 GPS 速度场矢量存在方向性的变化导致块体内部速度残差较大,说明块体内部变形与隆升构造运动、地貌特征可能具有相关性。初步认为印度板块俯冲到欧亚板块之下致使青藏高原隆升北东向推挤,对河西走廊以北的地区影响较小,主要北向推挤是被祁连山内部的山脉隆升和左旋走滑断裂分配并吸收,在疏勒河祁连山门源一带与河西走廊之间的祁连山北部 QILW 与 QILE 具有条带状的整体运动、内部变形较小的运动趋势,说明祁连山西段的变形模式与郑文俊等^[23]认为阿尔金断裂东段尾端的祁连山隆起和缩短的宽度大概不小于 200km 的研究结果趋于一致。运动学反演结果与沈正康等^[63]所认为的柴达木盆地内主应变率方向为北东向的压缩和北西向的拉张,南北向的缩短主要是由走向北西西的褶皱活动和与褶皱平行的活动断裂的逆冲分量所吸收结果一致。

从微小块体旋转率和扣除整体旋转后的 GPS 速度场看,在东昆仑左旋走滑断裂中段的花石峡、鄂拉山隆起到祁连山北部的榆木山隆起及古浪民勤一带两侧具有相反的旋转运动形态,地壳缩短主要发生在这区域沿着 N20E 方向上。张培震等^[27]认为青藏高原北部的阿尔金山、祁连山和柴达木盆地吸收了青藏高原总缩短量的 15%~17%,这种地壳缩短可能伴随着下地壳物质流动导致上地壳不同微小块体相互作用产生反向旋转运动,反映出本研究区在大空间尺度内上地壳具有弥散变形的特性。反演结果表明柴达木盆地东北部的造山带沿着 N20E 的主应变率值均高于周围诸如柴达木盆地及河西走廊等地区(图 7b),且毗邻柴达木盆地的阿克塞(AKSB)、党河(DANG)及祁连山西段(QILW)等微小块体表现出逆时针旋转特性,与本地区内左旋走滑及北东向逆冲致使地壳缩短有关,与沈正康等^[63]认为祁连山、野马南山、大雪山及托莱山所构成的造山带对昆仑山—柴达木块体东移的阻遏对主应变场的取向产生影响的研究结果一致,这种阻遏作用发生在鄂拉山隆起一带并向北传递。那么,上述运动学分析结果说明在沿着鄂拉山及日月山到古浪推覆逆冲构造带 N20E 向上存在由青藏高原东南向北东快速挤压的变形带,是有存在“下地壳流”沿此方向流动的可能性,且下部地壳流动带动上部地壳两侧块体出现反向旋转的趋势;中段上地壳存在较大缩短量,并在此方向上出现如 1927 年古浪 $M_s 8.0$ 级及 1990 年共和 $M_s 7.0$ 级等逆冲地震。Hetzel 等^[76]认为在祁连山中部的隆升速率均大于东西两侧,说明

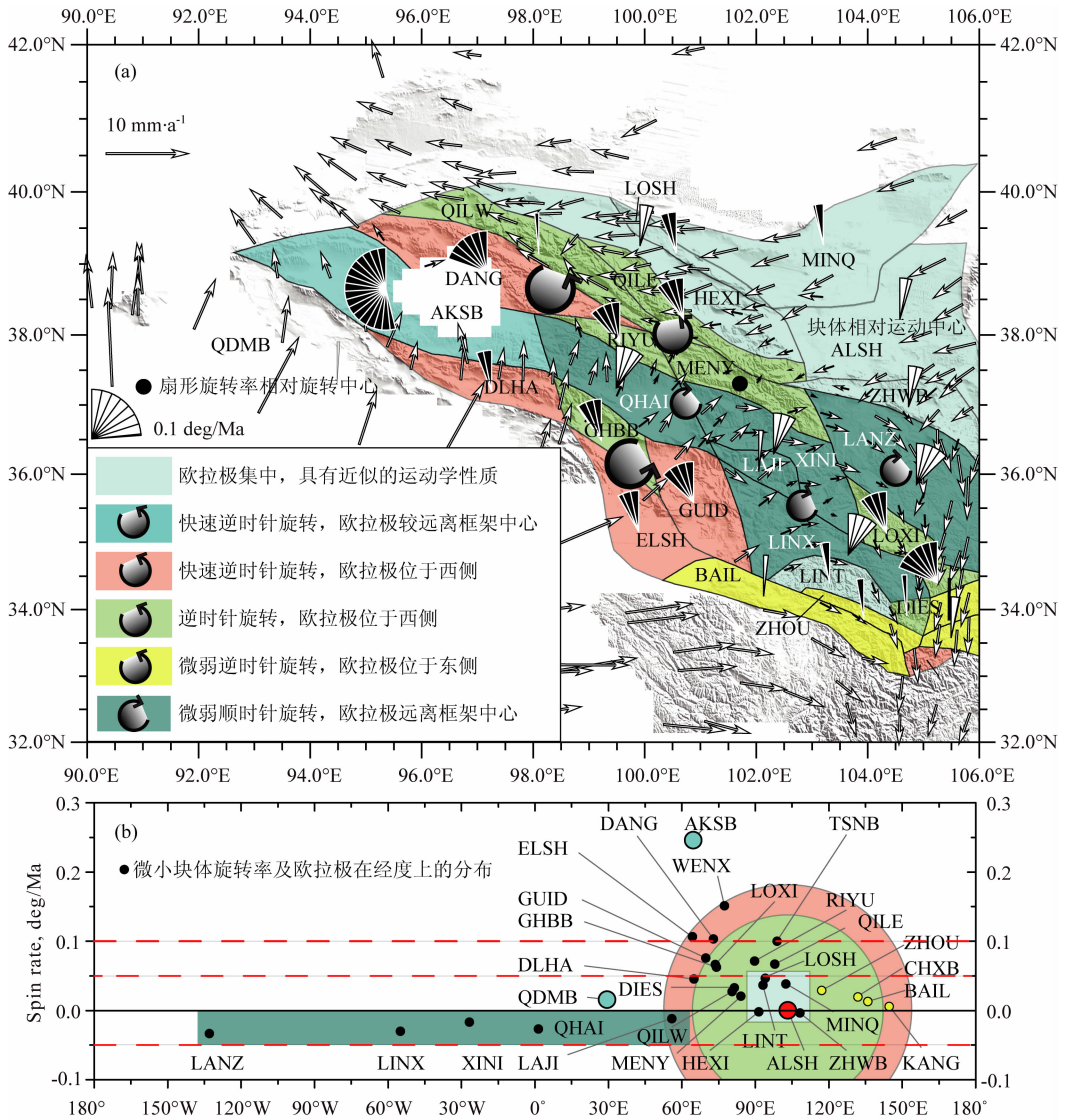


图 6 柴达木—祁连山地块微小块体模型相对于“阿拉善块体”的欧拉极及欧拉旋转分布图

(1) 黄色实心圆点表示中卫块体、舟曲块体、成县块体及白龙江块体欧拉极位于旋转框架中心东侧; (2) 旋转率正值表示逆时针旋转, 负值表示顺时针旋转; (3) 黑色实心圆点表示块体欧拉极均位于阿拉善块体西侧, 地壳具有弥散变形的特征。上述块体欧拉极的经度值在 6b 中为 X 轴, 块体旋转率为 Y 轴, 采用 -180°~180° 经度范围表示。

Fig. 6 Euler pole distribution map of micro-blocks in Qaidam-Qilian Shan Block

(1) Yellow solid point shows the Euler poles as Zhongwei, Zhouqu, Chengxian and Bailongjiang Blocks, respectively, within the eastern side of center of framework of Alashan block. (2) Positive represents as counterclockwise rotation, while negative is clockwise rotation. (3) Black solid points indicate that the Euler poles lies on the west of Alashan Block, as the characteristic of diffusion deformation.

山脉隆升和地壳缩短过程具有同步性; 古地磁研究^[77]认为柴达木块体在新生代印度/欧亚大陆碰撞挤压下没有发生明显的顺时针旋转, 与本文的结果均说明柴达木及邻近的祁连山内部地壳不具有顺时针旋转运动。

4.2 不同假设条件下的应变率场及对比

通过离散 GPS 站点观测速度插值解算应变率场有多种方法, 如各向同性插值、已知断层位置约束的插值、岩石圈流变分层插值、在弹性层或半空间的深位错模型拟合插值等。采用不同速度场插值方法

计算得到的应变率值, 在局部地区存在差异。本文分别使用基于小波变换的多尺度球面应变率求解方法和深位错模型拟合插值两种方法对速度场插值解算应变率场(见图 7)。其中, 深位错模型拟合方法是在建立主要边界活动断裂及次级活动断裂之间精细块体模型的基础上, 对微小块体内部主应变率和旋转率、断裂滑动速率及拟合速度场进行反演解算; 之后, 通过对拟合速度场采用 Kriging 插值方法获得网格化速度场用于计算基于块体断裂模型约束的应变率场(图 7b)。由于本文研究更加关注次级断裂的

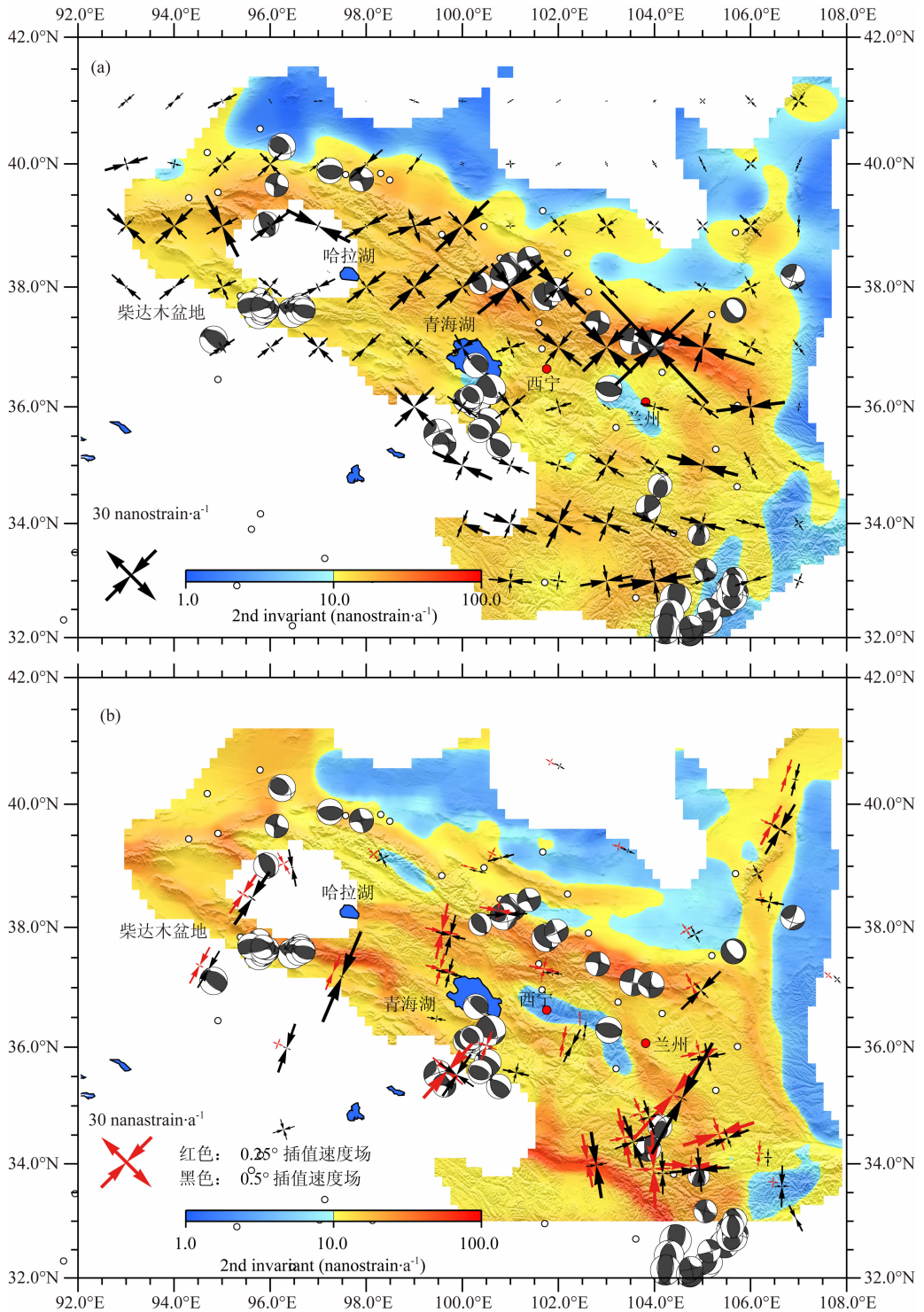


图 7 (a)连续 GPS 速度场解算高解析度对称应变率张量得到块体内连续的主应变率矢量分布图(1°×1°)及应变率场图;(b)在不考虑块体旋转率情况下的主应变率矢量(块体旋转率在图6中已讨论)及块体模型拟合速度场解算的应变率场图(采用 50×50 km 的中值滤波),红色与黑色分别为不同分辨率插值速度场计算的主应变率结果

Fig. 7 (a)Principal Strain Rates derived by symmetric strain-rate tensors with High resolution Based on GPS Velocity Field unconstrained by Block Model in Qaidam-Qilian Shan Block(1°×1°); (b) Principal strain rates without regard to block rotation, and strain rate map derived from fitted velocity field of micro block models(using 50×50 km median value filter)

滑动速率解算,那么通过块体模型反演得到微小块体的应变率场可能会高于前人得到的连续应变

率场。

利用 GPS 速度场,沈正康等^[63]在考虑数据空

间解析度、加权及平滑因子计算了中国大陆应变率场并认为柴达木盆地及周边地区主应变场呈约 $2.0 \times 10^{-8} \text{ a}^{-1}$ 的北东向压缩和约 $1.0 \times 10^{-8} \text{ a}^{-1}$ 北西向拉张; Gan 等^[16] 计算得到柴达木东北部祁连山西段的主应变率约为 $4.0 \times 10^{-8} \text{ a}^{-1}$; 肖根如^[79] 从整个中亚大三角地震构造域角度计算得到了祁连山—柴达木地块的应变状况比较均匀, 主要表现为 NE 向挤压和 NW 向拉伸, 挤压应变率值为 $(1.5 \sim 2.5) \times 10^{-8} \text{ a}^{-1}$, 拉伸应变率值为 $(1.0 \sim 1.5) \times 10^{-8} \text{ a}^{-1}$. 根据区域内部断裂分布及分块运动学特征, 微小块体内最大压应变与新生代山脉隆升走向及现今构造地貌特征总体上具有相关性, 如党河块体、阿克塞块体、日月山块体及门源块体具有本研究区内沿着 N20E 方向上的最大压应变值, 与这一区域内部的山脉走向垂直. 最大压应变方向上均垂直于区域分布的沿着 NW 方向上的主要活动断裂. 在青藏块体北东向挤压及鄂尔多斯相对旋转运动作用下, 民勤、中卫、阿拉善及兰州等微小块体具有微小的主应变率约 $1.0 \times 10^{-8} \text{ a}^{-1}$, 而鄂尔多斯地块也仅具有 $0.5 \times 10^{-8} \text{ a}^{-1}$ 的主应变率. 在甘东南地区的陇西块体、临夏块体、白龙江块体、舟曲块体、迭山块体、天水南块体出现了最大压应变方向变化趋势, 可以反映出区域性地壳旋转运动的范围及运动趋势, 部分块体由于存在旋转运行呈现拉张趋势.

对比分析图 7(a, b), 在祁连山中西段及海原断裂中段存在较高应变率场区域, 利用微小块体模型计算的应变率场对跨断裂的应变率解算有更高分辨率, 可以看到德令哈北侧的逆冲断裂上的应变率高值区与发生的一系列逆冲地震能够较好吻合. 在甘东南地区, 块体内部统一的主应变率值大于在大尺度空间上通过离散 GPS 站点计算得到的连续主应变率值, 可能与本地区块体的空间尺度、GPS 速度场旋转和块体内部 GPS 站点数量有关. 在民勤—阿拉善—中卫—兰州—一带及柴达木盆地等较低应变率场区域, 块体模型与连续应变场结果一致. 我们分析了块体模型应变率计算的假设条件, 认为块体内部具有近似统一的应变率, 受到块体模型的形态、块体内部 GPS 站点数量及站点均匀分布状态、站点速度拟合残差及 GPS 数据源等因素的影响. 在祁连山北部的块体多呈现条带状构造形态, 若采用较大网格划分的速度场, 就会呈现高的主应变率值. 根据不同的研究尺度, 能够出现主应变率值差异问题, 需要分析解析度及不确定区域等定量参数. 如在哈拉湖附近的块体, 由于内部 GPS 站点较少, 即使采用密集

的插值网格速度场, 结果仍存在较大不确定性.

4.3 主要断裂滑动速率对比分析

依据块体变形理论建立的柴达木—祁连山地块微小块体模型, 能够解算出现今断裂两侧块体间边界活动断裂的滑动速率. 晚更新世及全新世滑动速率是可能蕴含了多个地震周期过程的平均速率, 而 GPS 块体运动速率仅反映十年的时间尺度, 仅处于某一个地震周期内很短暂的时间段. 假设能够忽略断裂地质学滑动速率在十年尺度到地质学尺度上的变化, 通过反演断裂现今 GPS 滑动速率与地质学时间尺度的地质学滑动速率对比, 一定程度上能够反映出单条断裂现今所处的地震周期的阶段. 本文只讨论几条主要断裂的滑动速率.

(1) 阿尔金断裂中东段: Bendick 等^[31] 通过跨断层流动 GPS 观测获得滑动速率值约在 $9 \pm 4 \text{ mm/a}$; Thatcher^[17] 通过覆盖青藏高原的 11 个近似块体计算得到阿尔金中段滑动速率为 $8 \sim 9 \text{ mm/a}$; Meade^[18] 认为阿尔金断裂的滑动速率在 $2.3 \pm 1.3 \text{ mm/a}$ 与 $7.2 \pm 0.6 \text{ mm/a}$ 之间; Loveless 等^[21] 反演得到阿尔金断裂中段速率约在 11 mm/a , 东北端滑动速率约为 $5.1 \pm 0.6 \text{ mm/a}$. Loveless 等^[21] 与 Zhang 等^[40] 等重新解释河流阶地所得到的滑动速率约为 2 mm/a 相比存在差异, 而 Meade^[18] 反演结果与 Zhang 等^[40] 分析获得的地质结果类似. 我们采用 Loveless 模型考虑块体内部变形得到阿尔金断裂中段的滑动速率约为 $6.5 \sim 7.5 \text{ mm/a}$ 之间, 东段在考虑内部块体变形因素的情况下, 滑动速率约为 $2 \sim 3 \text{ mm/a}$ 之间, 而微小块体模型反演的结果在中部约 $6.9 \sim 8.6 \text{ mm/a}$, 在东段与祁连山交汇处逐渐减小至 $0.7 \sim 2.6 \text{ mm/a}$. 不同反演结果反映出滑动速率反演结果在阿尔金断裂中段存在约 3 mm/a 差别. 那么, 从我们目前的连续 GPS 观测结果来看, 趋于低值的滑动速率应是可信的结果.

(2) 鄂拉山及日月山断裂: Loveless 等^[21] 估计了沿着鄂拉山断裂在北段右旋滑动速率约为 $1.0 \pm 0.8 \text{ mm/a}$, 在南段约为 $4.2 \pm 0.4 \text{ mm/a}$, 而近似平行的日月山断裂在北段左旋走滑速率为 $0.9 \pm 0.8 \text{ mm/a}$, 在南段右旋走滑速率约为 $5.3 \pm 0.5 \text{ mm/a}$ 并与西秦岭北缘断裂相交汇; 王敏等^[80] 认为西宁块体相对于柴达木块体沿着鄂拉山断裂右旋滑移约 4 mm/a . 我们首先采用 Loveless 块体模型得到鄂拉山断裂滑动速率北段约为 1.2 mm/a 、南段为 $2.8 \sim 3.2 \text{ mm/a}$ 之间; 使用更为精细的微小块体模型反演结果显示鄂拉山断裂在块体 AKSB 和 QHAI 之间的滑动速

率约为 $0.38 \sim 0.76 \text{ mm/a}$ (北段),在块体 DLHA 与 GHBB 之间的滑动速率为 $1.17 \sim 1.55 \text{ mm/a}$ (中段),在 QDMB 与 ELSH 块体之间的滑动速率约为 $3.80 \sim 3.90 \text{ mm/a}$ (南段).同时,在 Loveless 模型中,我们得到日月山断裂在北段滑动速率约为 1.2 mm/a 、南段为 $2.9 \sim 4.5 \text{ mm/a}$;同样,在微小块体模型中,日月山断裂在块体 RIYU 和 MENY 之间的 GPS 滑动速率为 $1.28 \sim 1.86 \text{ mm/a}$ (北段)、在块体 QHAI 与 XINI 之间的滑动速率为 $0.49 \sim 0.74 \text{ mm/a}$ (中段)、在块体 GUID 和 LINX 之间的滑动速率为 $1.33 \sim 2.59 \text{ mm/a}$.两条断裂北段约为 1 mm/a 、南段约为 3 mm/a ,均不具有快速滑动的特征.在鄂拉山南段反演结果与王敏等^[79]、Loveless 等^[21]一致,中北段速率结果与 Loveless 等一致;在日月山断裂南段,反演结果略小于 Loveless 等^[21]的结果(我们在不考虑块体内部变形情况下得到速率为 4.5 mm/a),中北段趋于一致.根据反演结果,我们认为是否考虑块体内部变形、块体划分方案的详细程度二者对于断裂滑动速率反演具有一定影响.

(3)海原断裂:Thatcher^[17]建立块体模型反演得到海原断裂现今 GPS 滑动速率为 $5 \sim 6 \text{ mm/a}$;Meade 等^[18]认为滑动速率约为 $7 \sim 9 \text{ mm/a}$;Loveless 等^[21]在 Li 等^[52]所获得地质学速率 $4.5 \pm 1.1 \text{ mm/a}$ 的约束下反演得到现今 GPS 滑动速率为 $4.6 \sim 4.7 \text{ mm/a}$;Duvall 等^[20]认为海原断裂速率在 $2 \sim 4.5 \text{ mm/a}$ 之间.本文采用 Loveless 模型反演海原断裂东段滑动速率结果约为 $2.9 \sim 4.8 \text{ mm/a}$,但仍有较大残差值存在,约 $1 \sim 2 \text{ mm/a}$,从而降低估算结果;而采用微小块体模型反演结果海原断裂景泰段速率约为 $5.2 \sim 7.6 \text{ mm/a}$,海原一六盘山段约为 $5.6 \sim 5.9 \text{ mm/a}$ 的分布状态,微小块体模型反演结果与 Thatcher^[17]的结果一致,均大于 Loveless 等^[21]反演的结果与 Li 等^[23]的地质学结果.反演结果存在差异,主要原因可能是 Loveless 模型内部仍存在系统性的顺时针残余旋转分量分布在块体内部,估算结果略有降低;并且部分断裂段在上地壳处于非闭锁状态且存在蠕滑现象,中下地壳也可能存在震后黏弹性松弛现象,上述断裂研究结果均处于 1920 年海原断裂发生破裂的断裂段.广义海原断裂的西段如哈拉湖段的反演结果约在 $1.4 \sim 2.3 \text{ mm/a}$ 之间、祁连门源段的反演结果约在 $2.5 \sim 3.5 \text{ mm/a}$ (Loveless 模型)及 $2.8 \sim 3.4 \text{ mm/a}$ (微小块体模型)之间,与地质学滑动速率基本相符,仍处于低滑动速率水平.总体上,广义海原断裂滑动速率具有东强西

弱的运动速率水平.在海原断裂西段现今 GPS 反演结果与地质学结果具有一致性^[23];东段 GPS 反演结果可能高于地质学速率.

(4)西秦岭北缘断裂:Meade 等^[18]计算西秦岭北缘断裂现今 GPS 滑动速率结果约为 6 mm/a ;Loveless 等^[21]估计滑动速率约 $7.0 \sim 7.5 \text{ mm/a}$.我们采用 Loveless 模型反演结果认为西秦岭北缘断裂滑动速率约为 $0.5 \sim 1.7 \text{ mm/a}$ 之间;而采用微小块体模型反演结果认为断裂西段拉脊山直至通渭漳县一带处于极低的运动速率水平约在 $0.2 \sim 1.5 \text{ mm/a}$ 之间,断裂中段通渭一带滑动速率约为 3.0 mm/a ,断裂东段天水一带又具有极低滑动速率约为 0.5 mm/a .上述结果与前人的运动学反演结果均不同.在排除所使用 GPS 观测数据差异的情况下,认为西秦岭北缘断裂现阶段不具有较大滑动速率,反演结果低于地质学滑动速率.那么,合理的解释是西秦岭北缘断裂在东西两端断裂可能处于闭锁状态,中段具有较高蠕滑速率,与 1718 年通渭地震^[78]震后形变以及断裂闭锁程度有关,并与历史地震空区、危险区划分具有一致性.那么,断裂两端是否处于震间变形后期的地震孕震成核阶段?结合研究区内哈佛震源机制解发现西秦岭北缘断裂带并未有仪器记录的较大地震,其地震危险性需要结合地震复发周期模型、历史地震的同震及震后库伦应力变化及触发机制上进一步评价讨论^[81],此断裂段的地震危险性应值得关注.

5 结 论

本文使用覆盖柴达木—祁连山地块的 GPS 速度场解算连续应变率场,同时运用块体理论及区内断裂分布建立微小块体模型解算块体运动学参数,结合微小块体模型与应变率场讨论了研究区的变形模式.取得的认识及存在的问题如下:

柴达木—祁连地块是青藏高原向北扩展的前缘部位,在青藏高原北东向推挤过程中遇到北部阿拉善地块的阻挡,在祁连山内部发生强烈变形.在柴达木—祁连山地块内部,并不是一个坚硬完整的地块.欧拉运动学参数表明,河西走廊、合黎山及龙首山等隆起、阿拉善地块等区域具有整体运动的趋势;而且北祁连山系在沿着山脉走向上具有区域分块运动特征.在柴达木盆地的东边界鄂拉山隆起一带到祁连山北缘断裂榆木山隆起及古浪民勤一带两侧具有相反的旋转运动形态,地壳缩短主要发生在这区

域沿着 N20E 方向上,可能存在“下地壳流”沿此方向的流动,而且下部地壳流动带动上部地壳两侧块体出现反向旋转的趋势. 青藏高原东北缘块体旋转运动是阿尔金断裂左旋走滑作用与沿着鄂拉山到阿拉善地块的地壳缩短及海原断裂左旋走滑共同作用的结果,是青藏高原东北缘转换的重要表现形式,区域变形具有局部旋转和整体弥散变形的运动学特征.

现今青藏高原北部形变场形成是通过不同活动断裂差异性相对运动、区域内部逆冲挤压和块体旋转共同作用的结果. 在研究区东部 GPS 速度矢量所呈现的顺时针旋转,应是处于不同地块边界处的中下地壳与地幔介质差异驱动机制对上地壳产生作用以近断层应变率积累形式表现的结果. 分析在移除区域内部整体旋转分量后仍存在局部旋转现象,初步认为极有可能受到柴达木地块、祁连山地块、阿拉善块体、鄂尔多斯地块旋转等多个大型块体影响下的复杂运动学形态. 研究区内主要断裂和次级断裂均不具有大于 10 mm/a 的滑动速率,具有弥散变形特征.

结合研究区内哈佛震源机制解和历史地震,发现西秦岭北缘断裂带西段并未有仪器记录的较大地震,通过分析断裂滑动速率的对比认为西秦岭北缘断裂拉脊山到锅麻滩段、天水段地震危险性值得注意. 应进一步分析兰州块体内部的变形是否还可以细化为更为细微的块体,分析块体内部存在的具体弧形旋转性质的剪切变形带及块体内部存在的隐伏活动断裂是否参与了内部变形过程.

致谢 感谢国家重大科学工程“中国地壳运动观测网络”提供的 GPS 数据,感谢审稿专家提出的宝贵意见. 本文使用 McCaffrey 编写的 DEFNODE 程序和 Tape 编写的应变率计算程序,使用 GMT 程序及 Perl 语言制图,肖根如博士在 GMT 制图方面给予指导,在此一并表示感谢.

参考文献 (References)

[1] 丁国瑜. 活动亚板块、构造块体相对运动 // 丁国瑜 编. 中国岩石圈动力学概论. 北京: 地震出版社, 1997: 142-153.
Ding G Y. Active sub-plate, tectonic block and their kinematics // Ding G Y ed. Introduction to Lithospheric Dynamics of China (in Chinese). Beijing: Seismological Press, 1997: 142-153.

[2] 邓超东, 张培震, 冉勇康等. 中国活动构造基本特征. 中国科学(D), 2002, 32(12): 1020-1030.
Deng Q D, Zhang P Z, Ran Y K, et al. Basic characteristics

of active tectonics of China. *Science in China (Series D)*, 2002, 46(4): 356-372.

[3] 张培震, 王琪, 马宗晋. 青藏高原现今构造变形特征与 GPS 速度场. 地学前缘, 2002, 9(2): 442-450.
Zhang P Z, Wang Q, Ma Z J. GPS velocity field and active crustal deformation in and around the Qinghai-Tibet Plateau. *Earth Science Frontier (in Chinese)*, 2002, 9(2): 442-450.

[4] Molnar P, Tapponnier P. Cenozoic tectonics of Asia; effects of a continental collision-features of recent continental tectonics in Asia can be interpreted as results of the India-Eurasia collision. *Science*, 1975, 189(4201): 419-426.

[5] Tapponnier P, Molnar P. Slip-line field theory and large-scale continental tectonics. *Nature*, 1976, 264(5584): 319-324.

[6] Tapponnier P, Peltzer G, Le Dain A Y, et al. Propagating extrusion tectonics in Asia; new insights from simple experiments with plasticine. *Geology*, 1982, 10(12): 611-616.

[7] England P C, dan McKenzie P. A thin viscous sheet model for continental deformation. *Geophysical Journal International*, 1983, 73(2): 523-532.

[8] England P C, Houseman G. Role of lithospheric strength heterogeneities in the tectonics of Tibet and neighbouring regions. *Nature*, 1985, 315(6017): 297-301.

[9] England P, Houseman G. Finite strain calculations of continental deformation. 2. Comparison with the India-Asia collision zone. *Journal of Geophysical Research-Solid Earth and Planets*, 1986, 91(B3): 3664-3676.

[10] Houseman G, England P. Finite strain calculations of continental deformation. 1. Method and general results for convergent zones. *Journal of Geophysical Research-Solid Earth and Planets*, 1986, 91(B3): 3651-3663.

[11] Bird P. Lateral extrusion of lower crust from under high topography in the Isostatic Limit. *Journal of Geophysical Research-Solid Earth and Planets*, 1991, 96(B6): 10275-10286.

[12] Royden L H, Burchfiel B C, King R W, et al. Surface deformation and lower crustal flow in eastern Tibet. *Science*, 1997, 276(5313): 788-790.

[13] Clark M K, Royden L H. Topographic ooze: Building the eastern margin of Tibet by lower crustal flow. *Geology*, 2000, 28(8): 703-706.

[14] Wang Q, Zhang P Z, Freymueller J T, et al. Present-day crustal deformation in China constrained by global positioning system measurements. *Science*, 2001, 294(5542): 574-577.

[15] Zhang P Z, Shen Z K, Wang M, et al. Continuous deformation of the Tibetan Plateau from global positioning system data. *Geology*, 2004, 32(9): 809-812.

[16] Gan W J, Zhang P Z, Shen Z K, et al. Present-day crustal motion within the Tibetan Plateau inferred from GPS measurements. *Journal of Geophysical Research-Solid Earth*, 2007, 112(B8), doi:10.1029/2005JB004120.

[17] Thatcher W. Microplate model for the present-day deformation of

- Tibet. *Journal of Geophysical Research*, 2007, 112, B01401, doi:10.1029/2005JB004244.
- [18] Meade B J. Present-day kinematics at the India-Asia collision zone. *Geology*, 2007, 35(1): 81-84.
- [19] Shen Z K, Lü J N, Wang M, et al. Contemporary crustal deformation around the southeast borderland of the Tibetan Plateau. *Journal of Geophysical Research*, 2005, 110 (B11), B11409, doi:10.1029/2004JB003421.
- [20] Duvall A R, Clark M K. Dissipation of fast strike-slip faulting within and beyond northeastern Tibet. *Geology*, 2010, 38(3): 223-226, doi:10.1130/G30711.1.
- [21] Loveless J P, Meade B J. Partitioning of localized and diffuse deformation in the Tibetan Plateau from joint inversions of geologic and geodetic observations. *Earth and Planetary Science Letters*, 2011, 303 (1-2): 11-24, doi:10.1016/j.epsl.2010.12.014.
- [22] Zheng W J, Zhang P Z, He W G, et al. Transformation of displacement between strike-slip and crustal shortening in the northern margin of the Tibetan Plateau: Evidence from decadal GPS measurements and late Quaternary slip rates on faults. *Tectonophysics*, 2012, 584: 267-280, doi:10.1016/j.tecto.2012.01.006.
- [23] 郑文俊, 张培震, 袁道阳等. GPS 观测及断裂晚第四纪滑动速率所反映的青藏高原北部变形. *地球物理学报*, 2009, 52 (10): 2491-2508, doi:10.3969/j.issn.0001-5733.2009.10.008.
- Zheng W J, Zhang P Z, Yuan D Y, et al. Deformation on the northern of the Tibetan plateau from GPS measurement and geologic rates of Late Quaternary along the major fault. *Chinese J. Geophys.* (in Chinese), 2009, 52 (10): 2491-2508, doi:10.3969/j.issn.0001-5733.2009.10.008.
- [24] Molnar P, Burchfiel B C, Zhao Z Y, et al. Geologic evolution of Northern Tibet; results of an expedition to Ulugh Muztagh. *Science*, 1987, 235(4786): 299-236.
- [25] Tapponnier P, Meyer B, Avouac J P, et al. Active thrusting and folding in the Qilian-Shan, and decoupling between upper crust and mantle in northeastern Tibet. *Earth and Planetary Science Letters*, 1990, 97(3-4): 382-403.
- [26] Avouac J P, Tapponnier P. Kinematic model of active deformation in central Asia. *Geophysical Research Letters*, 1993, 20(10): 895-898.
- [27] 张培震, 邓起东, 张国民等. 中国大陆的强震活动与活动地块. *中国科学 D 辑: 地球科学*, 2003, 33(S1): 12-20.
- Zhang P Z, Deng Q D, Zhang G M, et al. Active tectonic blocks and strong earthquakes in the continent of China. *Science in China (Ser. D)*, 2003, 46(S2): 13-24.
- [28] Levitt D A, Sandwell D T. Seismic tomography of northern Tibet and Kunlun: Evidence for crustal blocks and mantle velocity contrasts. *Earth and Planetary Science Letters*, 1996, 139(1-2): 263-279.
- [29] Wittlinger G, Tapponnier P, Poupinet G, et al. Tomographic evidence for localized lithospheric shear along the Altyn Tagh fault. *Science*, 1998, 282(5386): 74-76.
- [30] Chen W P, Chen C Y, Nábelek J L. Present-day deformation of the Qaidam basin with implications for intra-continental tectonics. *Tectonophysics*, 1999, 305(1-3): 165-181.
- [31] Bendick R, Bilham R, Freymueller J, et al. Geodetic evidence for a low slip rate in the Altyn Tagh fault system. *Nature*, 2000, 404(6773): 69-72.
- [32] 国家地震局阿尔金活动断裂带课题组. 阿尔金活动断裂带. 北京: 地震出版社, 1992: 1-165.
- The Group of the Altyn Tagh Active Fault System. CEA the Altyn Tagh Active Fault System (in Chinese). Beijing: Seismological Press, 1992: 1-165.
- [33] 郑文俊. 河西走廊及其邻区活动构造图像及构造变形模式 [博士学位论文] 北京: 中国地震局地质研究所, 2009.
- Zheng W J. Geometric pattern and active tectonics of the Hexi Corridor and its adjacent regions [Thesis of Doctor] (in Chinese). Beijing: Institute of Geology, China Earthquake Administration, 2009.
- [34] Wang E Q, Burchfiel B C. Late Cenozoic right-lateral movement along the Wenquan fault and associated deformation: Implications for the kinematic history of the Qaidam Basin, northeastern Tibetan Plateau. *International Geology Review*, 2004, 46(10): 861-879, doi:10.2747/0020-6814.46.10.861.
- [35] Yuan D Y, Champagnac J D, Ge W P, et al. Late Quaternary right-lateral slip rates of faults adjacent to the lake Qinghai, northeastern margin of the Tibetan Plateau. *GSA Bulletin*, 2011, 123(9-10): 2016-2030, doi:10.1130/B30315.1.
- [36] Peltzer G, Tapponnier P. Formation and evolution of strike-slip faults, rifts, and basins during the India-Asia collision: an experimental approach. *Journal of Geophysical Research*, 1988, 93(B12): 15085-15117.
- [37] Tapponnier P, Xu Z Q, Roger F, et al. Geology-stepwise rise and growth of the Tibet plateau. *Science*, 2001, 294 (5547): 1671-1677.
- [38] Meriaux A S, Ryerson F J, Tapponnier P, et al. Rapid slip along the central Altyn Tagh Fault: Morphochronologic evidence from Cherchen He and Sulamu Tagh. *Journal of Geophysical Research-Solid Earth*, 2004, 109(B6), doi:10.1029/2003JB002558.
- [39] Mériaux A S, Tapponnier P, Ryerson F J, et al. The Aksay segment of the northern Altyn Tagh fault: Tectonic geomorphology, landscape evolution, and Holocene slip rate. *Journal of Geophysical Research*, 2005, 110(B4), B04404, doi: 10.1029/2004JB003210.
- [40] Zhang P Z, Molnar P, Xu X W. Late Quaternary and present-day rates of slip along the Altyn Tagh Fault, northern margin of the Tibetan Plateau. *Tectonics*, 2007, 26 (5), TC5010, doi:10.1029/2006TC002014.
- [41] Peltzer G, Tapponnier P, Armijo R. Magnitude of Late quaternary left-lateral displacements along the North edge of

- Tibet. *Journal of Geophysical Research*, 1988, 93(B12): 15085-15117.
- [42] Meyer B, Tapponnier P, Gaudemer Y, et al. Rate of left-lateral movement along the easternmost segment of the Altyn Tagh fault, east of 96 degrees E (China). *Geophysical Journal International*, 1996, 124(1): 29-44.
- [43] Van Der Woerd J, Tapponnier P, Ryerson F J, et al. Uniform postglacial slip-rate along the central 600 km of the Kunlun Fault (Tibet), from Al-26, Be-10, and C-14 dating of riser offsets, and climatic origin of the regional morphology. *Geophysical Journal International*, 2002, 148(3): 356-388.
- [44] Meyer B, Tapponnier P, Bourjot L, et al. Crustal thickening in Gansu-Qinghai, lithospheric mantle subduction, and oblique, strike-slip controlled growth of the Tibet plateau. *Geophysical Journal International*, 1998, 135(1): 1-47.
- [45] 徐锡伟, Tapponnier P, van der Woerd J 等. 阿尔金断裂带晚第四纪左旋走滑速率及其构造运动转换模式讨论. *中国科学(D)*, 2003, 33(10): 967-974.
- Xu X W, Tapponnier P, van der Woerd J, et al. Late Quaternary sinistral slip rate along the Altyn Tagh fault and its structural transformation model. *Science in China Series D: Earth Sciences*, 2005, 48(3): 384-397.
- [46] 袁道阳, 张培震, 刘百箴等. 青藏高原东北缘晚第四纪活动构造的几何图像与构造转换. *地质学报*, 2004, 78(2): 270-278.
- Yuan D Y, Zhang P Z, Liu B C, et al. Geometrical imagery and tectonic transformation of Late Quaternary active tectonics in northeastern margin of Qinghai-Xizang Plateau. *Acta Geologica Sinica* (in Chinese), 2004, 78(2): 270-278.
- [47] Zhang P Z, Burchfiel B C, Molnar P, et al. Amount and style of Late Cenozoic Deformation in the Liupan Shan Area, Ningxia Autonomous Region, China. *Tectonics*, 10(6): 1111-1129, doi:10.1029/90TC02686.
- [48] Burchfiel B C, Peizhen Z, Wang Y P, et al. Geology of the Haiyuan fault Zone, Ningxia-Hui Autonomous Region, China, and its Relation to the Evolution of the Northeastern Margin of the Tibetan Plateau. *Tectonics*, 1991, 10(6): 1091-1110, doi:10.1029/90TC02685.
- [49] Lasserre C, Morel P H, Gaudemer Y, et al. Post-glacial left slip-rate and past occurrence of $M > 8$ earthquakes on the western Haiyuan fault, Gansu, China. *Journal of Geophysical Research*, 1999, 104(B8): 17633-17651.
- [50] Gaudemer Y, Tapponnier P, Meyer B, et al. Partitioning of crustal slip between linked, active faults in the Eastern Qilian Shan, and evidence for a major seismic gap, the Tianzhu gap, on the Western Haiyuan Fault, Gansu (China). *Geophysical Journal International*, 1995, 120(3): 599-645.
- [51] 何文贵, 刘百箴, 袁道阳等. 冷龙岭活动断裂的滑动速率研究. *西北地震学报*, 2000, 22(1): 90-97.
- He W G, Liu B C, Yuan D Y, et al. Research on slip rates of the Lenglongling active fault zone. *Northwestern Seismological Journal* (in Chinese), 2000, 22(1): 90-97.
- [52] 袁道阳, 刘百箴, 吕太乙等. 北祁连山东段活动断裂带的分段性研究. *西北地震学报*, 1998, 20(4): 27-34.
- Yuan D Y, Liu B C, Lü T Y, et al. Study on the segmentation in east segment of the northern Qilianshan Fault zone. *Northwestern Seismological Journal* (in Chinese), 1998, 20(4): 27-34.
- [53] Li C Y, Zhang P Z, Yin J H, et al. Late Quaternary left-lateral slip rate of the Haiyuan fault, northeastern margin of the Tibetan Plateau. *Tectonics*, 2009, 28(5), TC5010, doi:10.1029/2008TC002302.
- [54] 刘百箴, 曹娟娟, 袁道阳等. 青藏高原北部活动地块内部的活断层定量资料. *地震地质*, 2008, 30(1): 161-175.
- Liu B C, Cao J J, Yuan D Y, et al. Quantitative data of active faults within the active tectonic block in North Qinghai-Xizang Plateau. *Seismology and Geology*, 2008, 30(1): 161-175.
- [55] Tape C, Musé P, Simons M, et al. Multiscale estimation of GPS velocity fields. *Geophysical Journal International*, 2009, 179(2): 945-971. doi:10.1111/j.1365-246X.2009.04337.x.
- [56] Shen Z K, Jackson D D, Ge B X, et al. Crustal deformation across and beyond the Los Angeles basin from geodetic measurements. *Journal of Geophysical Research*, 1996, 101(B12): 27957-27980.
- [57] Savage J C, Gan W J, Svarc J L. Strain accumulation and rotation in the Eastern California Shear Zone. *Journal of Geophysical Research*, 2001, 106(B10): 21995-22071.
- [58] 石耀霖, 朱守彪. 用 GPS 位移资料计算应变方法的讨论. *大地测量与地球动力学*, 2006, 26(1): 1-8.
- Shi Y L, Zhu S B. Discussion on method of calculating strain with GPS displacement data. *Journal of Geodesy and Geodynamics* (in Chinese), 2006, 26(1): 1-8.
- [59] 武艳强, 江在森, 杨国华等. 利用最小二乘配置在球面上整体解算 GPS 应变场的方法及应用. *地球物理学报*, 2009, 52(7): 1707-1714, doi:10.3969/j.issn.0001-5733.2009.07.005.
- Wu Y Q, Jiang Z S, Yang G H, et al. The application and method of GPS strain calculation in whole mode using least square collocation in sphere surface. *Chinese J. Geophys.* (in Chinese), 2009, 52(7): 1707-1714, doi:10.3969/j.issn.0001-5733.2009.07.005.
- [60] England P, Molnar P. Late Quaternary to decadal velocity fields in Asia. *Journal of Geophysical Research*, 2005, 110(B12), B12401. doi:10.1029/2004JB003541.
- [61] Matsu'ura M, Jackson D D, Cheng A. Dislocation model for aseismic crustal deformation at Hollister, California. *Journal of Geophysical Research*, 1986, 91(B12): 12661-12674, doi:10.1029/JB091iB12p12661.
- [62] Matsu'ura M, Sato T. A dislocation model for the earthquake cycle at convergent plate boundaries. *Geophysical Journal International*, 1989, 96(1): 23-32, doi:10.1111/j.1365-

- 246X. 1989. tb05247. x.
- [63] 沈正康, 王敏, 甘卫军等. 中国大陆现今构造应变率场及其动力学成因研究. *地学前缘*, 2003, 10(S1): 93-100.
Shen Z K, Wang M, Gan W J, et al. Contemporary tectonic strain rate field of Chinese continent and its geodynamic implications. *Earth Science Frontiers* (in Chinese), 10(S1): 93-100.
- [64] Savage J C. A dislocation model of strain accumulation and release at a subduction zone. *Journal of Geophysical Research*, 1983, 88(B6): 4984-4996.
- [65] Savage J C. Interseismic uplift at the Nankai subduction zone, southwest Japan 1951—1990. *Journal of Geophysical Research*, 1995, 100(B4): 6339-6350.
- [66] McCaffrey R. Crustal block rotations and plate coupling // Stein S, Freymueller J T eds. *Plate Boundary Zones: Geodynamics Series*, 30. American Geophysical Union, 2002: 101-122. doi:10.1029/030GD06.
- [67] McCaffrey R. Block kinematics of the Pacific-North America plate boundary in the southwestern US from inversion of GPS, seismological, and geologic data. *Journal of Geophysical Research*, 2005, 110 (B7), B07401, doi: 10. 1029/2004JB003307, 2005.
- [68] McCaffrey R, Qamar A I, King R W, et al. Plate locking, block rotation and crustal deformation in the Pacific Northwest. *Geophysical Journal International*, 2007, 169: 1315-1340, doi:10.1111/j.1365-246X.2007.03371.x.
- [69] Okada Y. Surface deformation due to shear and tensile faults in a half space. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 1985, 75(4): 1135-1154.
- [70] Okada Y. Internal deformation due to shear and tensile faults in a half-space. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 1992, 82(2): 1018-1040.
- [71] Gahalaut V K, Chander R. Evidence for an earthquake cycle in NW Outer Himalaya near 78E longitude from precision levelling. *Geophysical Research Letters*, 1997, 24(3): 225-228.
- [72] Gahalaut V K, Chander R. On interseismic elevation changes observed near 75. 5 E longitude in the NW Himalaya. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 1999, 89 (3): 837-843.
- [73] Savage J C, Svarc J L, Prescott W H, et al. Deformation across the forearc of the Cascadia subduction zone at Cape Blanco, Oregon. *Journal of Geophysical Research*, 2000, 105(B2): 3095-3102.
- [74] 程佳, 徐锡伟, 甘卫军等. 青藏高原东南缘地震活动与地壳运动所反映的块体特征及其动力来源. *地球物理学报*, 2012, 55(4): 1198-1212, doi:10.6038/j.issn.0001-5733.2012.04.016.
Cheng J, Xu X W, Gan W J, et al. Block model and dynamic implication from the earthquake activities and crustal motion in the southeastern margin of Tibetan Plateau. *Chinese J. Geophys.* (in Chinese), 2012, 55(4): 1198-1212, doi:10.6038/j.issn.0001-5733.2012.04.016.
- [75] Savage J C, Burford R O. Geodetic determination of relative plate motion in central California. *Journal of Geophysical Research*, 1973, 78(5): 832-845.
- [76] Hetzel R. Active faulting, mountain growth, and erosion at the margins of the Tibetan Plateau constrained by in situ-produced cosmogenic nuclides. *Tectonophysics*, 2012, 582: 1-24.
- [77] 孙知明, 李海兵, 裴军令等. 阿尔金断裂走滑作用对青藏高原东北缘山脉形成的古地磁证据. *岩石学报*, 2012, 28(6): 1928-1936.
Sun Z M, Li H B, Pei J L, et al. Strike-slip movement of the Altyn Tagh fault and implications for mountain formation inferred from paleomagnetic data in northeastern Tibetan Plateau. *Acta Petrologica Sinica*, 2012, 28(6): 1928-1936.
- [78] 刘百箴, 周俊喜, 李秦梅等. 1718年通渭地震和1654年天水地震地区航空照片判读. *地震科学研究*, 1984, (1): 1-7.
Liu B C, Zhou J X, Li Q M, et al. Interpretation of air photographs of 1718 Tongwei Earthquake and 1654 Tianshui Earthquake. *Journal of Seismological Research* (in Chinese), 1984, (1): 1-7.
- [79] 肖根如. GPS地壳形变观测及其在中亚大三角地震构造域的应用. 北京: 中国地震局地质研究所, 2011.
Xiao G R. GPS Crustal Deformation Observation and Its Application in the Great Triangular Seismic tectonic Region of Central Asia (in Chinese). Beijing: Institute of Geology, China Earthquake Administration, 2011.
- [80] 王敏, 沈正康, 牛之俊等. 现今中国大陆地壳运动与活动块体模型. *中国科学(D辑)*, 2003, 33(增刊): 21-32.
Wang M, Shen Z K, Niu Z J, et al. Present-day crustal movement of continental China and active tectonic block model. *Sciences in China (Ser D)* (in Chinese), 2003, 33 (Suppl): 21-32.
- [81] 梅秀苹, 邵志刚, 张浪平等. 南北地震带北段强震破裂空段的地震危险性研究. *地震学报*, 2012, 34(4): 509-525.
Mei X P, Shao Z G, Zhang L P, et al. Study on potential earthquake risk of unbroken active faults in the northern segment of the North-South seismic zone. *Acta Seismologica Sinica* (in Chinese), 2012, 34(4): 509-525.

(本文编辑 汪海英)